SHL
WITHDRAWN

CONSEIL PERMANENT INTERNATIONAL
POUR L'EXPLORATION DE LA MER

PUBLICATIONS DE CIRCONSTANCE

N° 15-20

N° 15. SIGURD STENIUS: EIN VERSUCH ZUR UNTERSUCHUNG DER HYDROGRAPHISCHEN VERAENDERUNGEN IN DER NOERDLICHEN OSTSEE SOWIE IM FINNISCHEN UND IM BOTTNISCHEN MEERBUSEN. VORLAEUFIGE MITTEILUNG. MIT 5 TAFELN

N° 16. — —: GRAPHISCHE BERECHNUNG VON σ_t AUS t UND σ_0

N° 17. A. J. ROBERTSON B. Sc.: SCOTTISH HYDROGRAPHIC RESEARCH DURING 1903

N° 18. J. W. SANDSTRÖM: EINFLUSS DES WINDES AUF DIE DICHTE UND DIE BEWEGUNG DES MEERWASSERS

N° 19. B. HELLAND-HANSEN: ZUR OZEANOGRAPHIE DES NORDMEERES. RESUMÉ EINES AM 22. JULI GEHALTENEN VORTRAGS. MIT 3 FIGUREN IM TEXT

N° 20. DR. E. RUPPIN: UEBER DIE OXYDIERBARKEIT DES MEERWASSERS DURCH KALIUMPERMANGANAT

EN COMMISSION CHEZ
ANDR. FRED. HØST & FILS
COPENHAGUE

OCTOBRE 1904

CONSEIL PERMANENT INTERNATIONAL
POUR L'EXPLORATION DE LA MER

PUBLICATIONS DE CIRCONSTANCE

N° 15-16

SIGURD STENIUS

15

EIN VERSUCH ZUR UNTERSUCHUNG DER HYDROGRAPHISCHEN VERAENDERUNGEN IN DER NOERDLICHEN OSTSEE SOWIE IM FINNISCHEN UND IM BOTTNISCHEN MEERBUSEN

VORLAEUFIGE MITTEILUNG

MIT 5 TAFELN

16

GRAPHISCHE BERECHNUNG VON σ_t AUS t UND σ_0

EN COMMISSION CHEZ
ANDR. FRED. HØST & FILS
COPENHAGUE

OCTOBRE 1904

COPENHAGUE — IMPRIMERIE BIANCO LUNO

EIN VERSUCH ZUR UNTERSUCHUNG DER HYDROGRAPHISCHEN VERAENDERUNGEN IN DER NOERDLICHEN OSTSEE SOWIE IM FINNISCHEN UND IM BOTTNISCHEN MEERBUSEN

VORLAEUFIGE MITTEILUNG

VON

SIGURD STENIUS, HELSINGFORS

MIT 5 TAFELN

Schon vor dem Anfang der internationalen hydrographischen Untersuchungen im August 1902 hatte der meteorologische Ausschuss der finnischen Wissenschafts-Societät hydrographische Untersuchungen im Finnischen und Bottnischen Meerbusen sowie in der nördlichen Ostsee ausgeführt. Diese Untersuchungen, die seit Ende des Jahres 1898 bewerkstelligt wurden, berührten anfangs nur einige charakteristische Stationen; später hat sich aber aus ihnen das jetzige finnische Untersuchungsprogramm entwickelt. Die vorläufigen Arbeiten, d. h. die der Jahre 1898—1902, wurden zwar nicht in jeder Hinsicht auf die gleiche Weise wie die späteren, metodisch entwickelteren internationalen Untersuchungen ausgeführt; man durfte jedoch hoffen, dass sie eine anwendbare Ergänzung der letztgenannten bilden würden. In dieser Hoffnung ist unten ein Versuch zur Untersuchung der zeitlichen hydrographischen Veränderungen in dem von den finnischen Untersuchungen betretenen Meeresgebiet angefangen worden.

Da das zur Verfügung stehende Material, wie gesagt, nicht gleichwertig war und eine Schätzung der Genauigkeit der vorläufigen Untersuchungen im Verhältnis zu den internationalen sehr schwierig ist, wurde beschlossen, das Material vorläufig nur graphisch zu bearbeiten. Als Zweck dieser Bearbeitung wurde aufgestellt, ganz oberflächlich nachzusehen, ob die Veränderungen des Salzgehalts vielleicht periodischer Natur wären, und hierauf wurde die Aufgabe vorläufig beschränkt. Die Untersuchung konnte natürlich nur für solche Stationen ausgeführt werden, von denen eine grössere Zahl von Beobachtungen vorhanden waren; als die zweckmässigsten wurden die

Stationen[1]) F 24 (= Bot 12), F 30 (= Bot 7), F 64 (= Bot 4), F 71 (= Bot 1), sowie F 54 (= F H 6) gewählt, von denen wir folgende Anzahl Tieflotungen besitzen:

Von F 24	seit 7. September	1899	insgesammt	13	Tieflotungen
- - 30	- 26. Juli	—	—	12	—
- - 64	- 30. August	1898	—	24	—
- - 71	- 4. Mai	1899	—	21	—
- - 54(53)	- 8. Oktober	1898	—	29	—

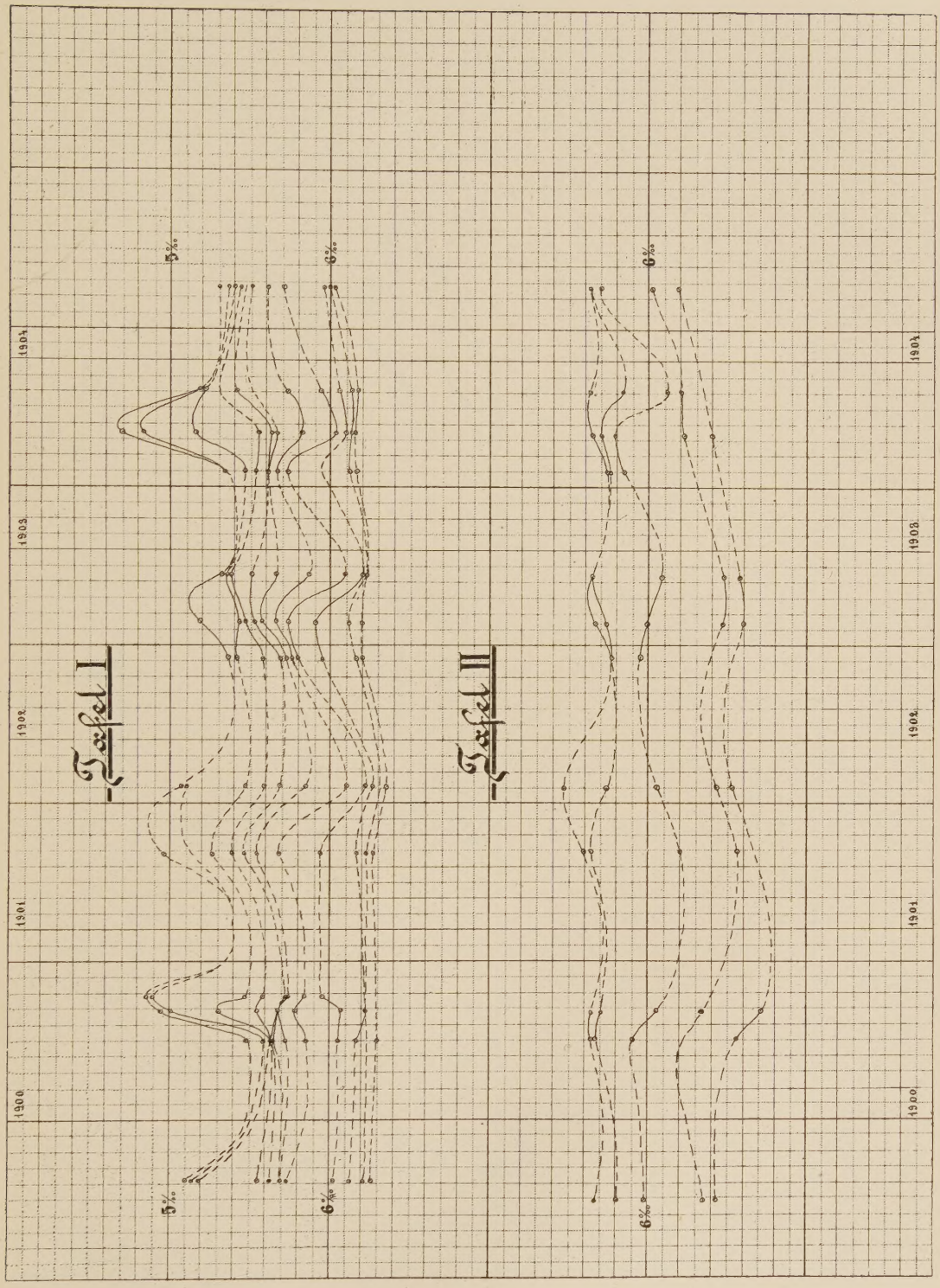
Die Resultate der seit der angegebenen Zeit ausgeführten Salzgehaltbestimmungen von jeder der genannten Stationen sind in den beigefügten Tafeln gezeichnet. Der Massstab ist dabei der nämliche für alle Tafeln, und zwar entspricht 1 Teilstrich vertikal dem Salzgehalt von 0.1 ‰ und horizontal der Zeit von 1 Monat. Die Linien sind entstanden auf die Weise, dass die Salzgehaltswerte einer bestimmten Tiefe miteinander verbunden wurden. Sie sind also die Isobaten für die zeitlichen Salzgehaltsveränderungen der obigen Stationen.

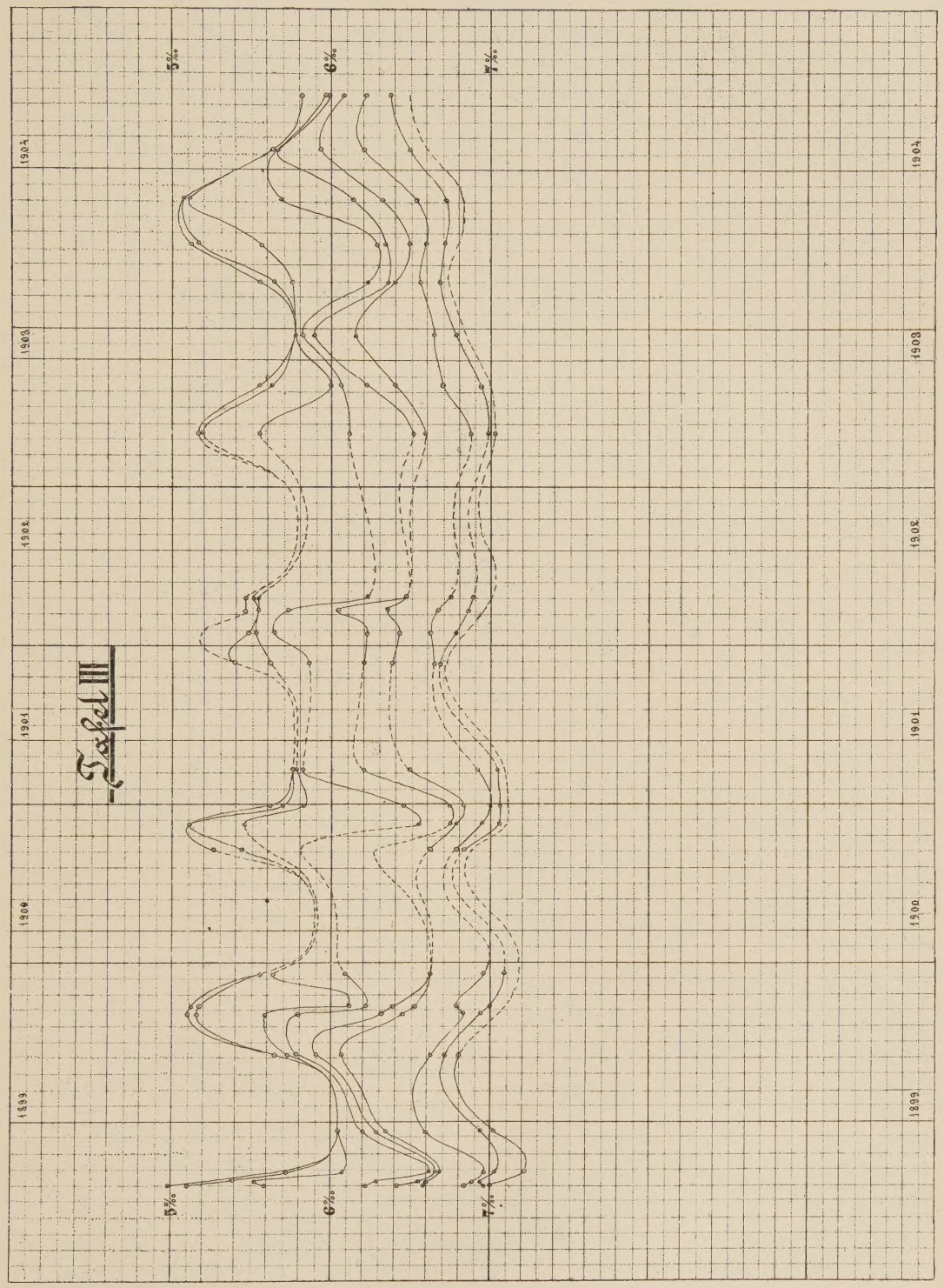
Wie sich aus den Tafeln ergiebt, sind diese Isobaten keineswegs äquidistant, im Gegenteil entfernen sie sich in den verschiedenen Meeresgebieten und während der verschiedenen Jahreszeiten sehr ungleichmässig voneinander. Um die Tafeln nicht mit Linien zu überladen, sind die zeitlichen Veränderungen des Salzgehaltes nicht für jede gelotete Tiefe angegeben, sondern nur einige von ihnen wurden ausgewählt. Für die fünf Stationen sind folgende Isobaten aufgezeichnet:

F 24 (Tafel I) 0, 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 125, 150, 175 m.
- 30 (— II) 0, 50, 75, 100, 120 m.
- 64 (— III) 0, 10, 20, 30, 40, 50, 100, 200, 300 m.
- 71 (— IV) 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 100, 125, 150 m.
- 54 (— V) 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 m.

Betrachtet man näher die durch die Tafeln dargestellten Salzgehaltsveränderungen, scheint es sehr wahrscheinlich, dass sie von einer gewissen Periodizität beherrscht sind. Diese Periodizität ist jedoch an den verschiedenen Stationen verschieden ausgeprägt, wie überhaupt die Schwankungen des Salzgehaltes für die resp. Meeresteile sehr bezeichnend sind. Im allgemeinen findet man, dass der Salzgehalt der Oberfläche im Sommer niedriger ist als im Winter, während in der Tiefe umgekehrte Verhältnisse vorhanden sind. Wir wollen nun die einzelnen Tafeln etwas genauer besprechen, denn, wie

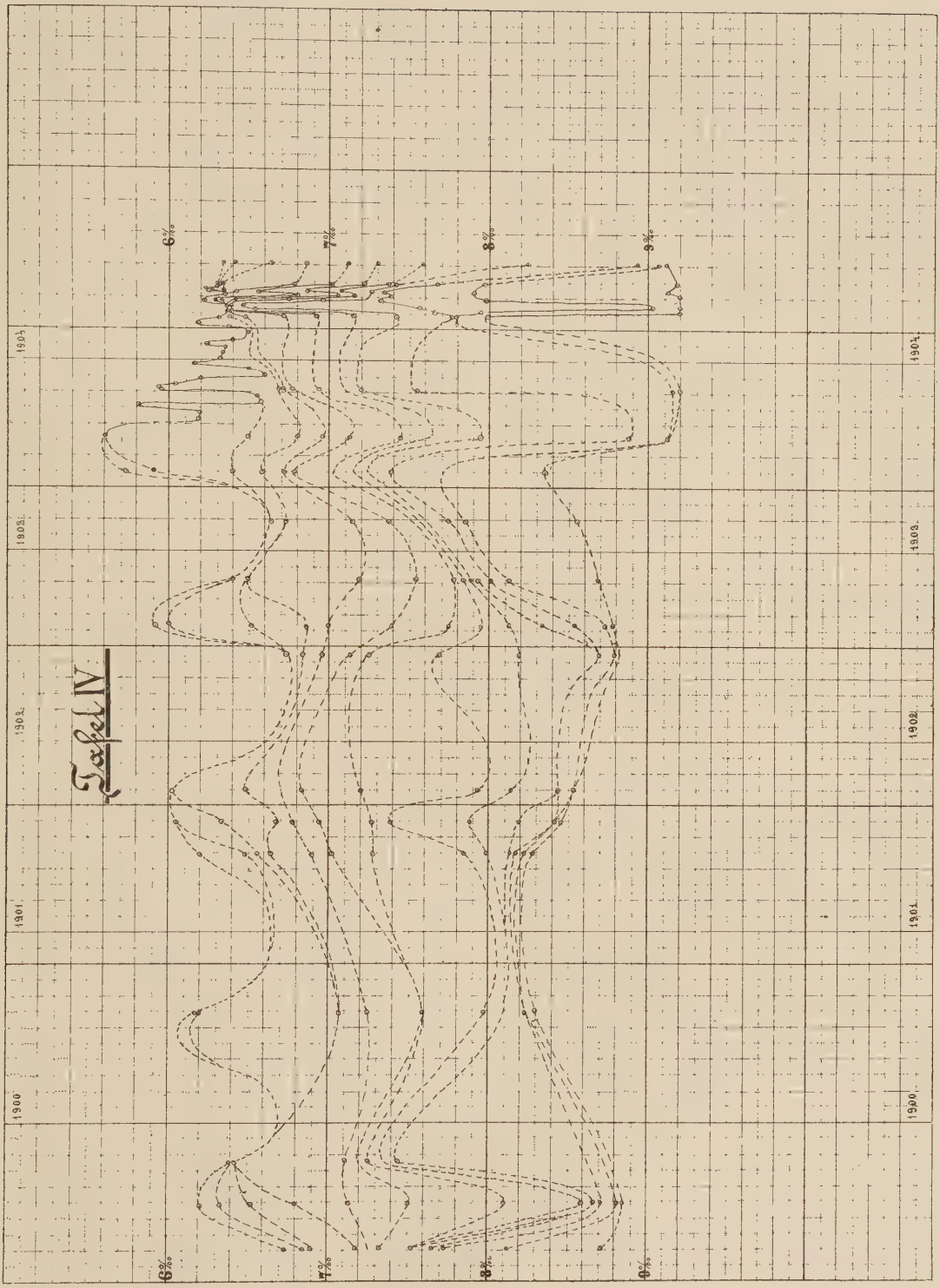
[1]) Bezüglich der Bezeichnungen wird auf das „Bulletin" hingewiesen. Die eingeklammerten Namen sind die älteren, die während des ersten Jahres bei den internationalen Untersuchungen benutzt wurden.


Graphe I
Graphe II
1904
1903
1902
1901
1900
5‰
6‰


Tafel III
5‰
6‰
7‰
1899
1900
1901
1902
1903
1904

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/ices-journal-of-marine-science_1904-10_15-20


Tafel IV
6‰
7‰
8‰
9‰
1904
1903
1902
1901
1900

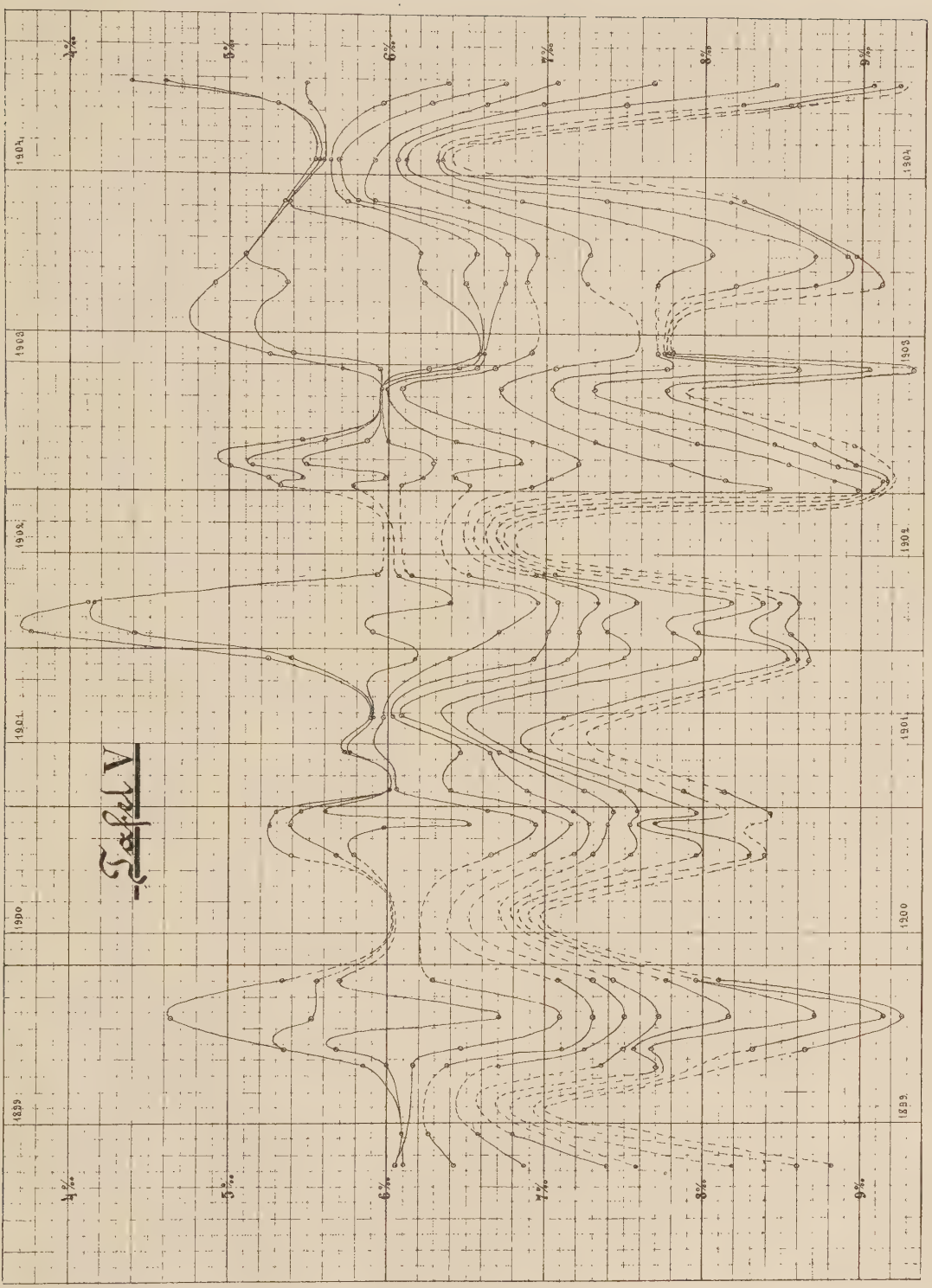


Tableau V
4‰
5‰
6‰
7‰
8‰
9‰
1899
1900
1901
1902
1903
1904

ersichtlich, sind die Unterschiede zwischen Sommer- und Wintersalzgehalt an der Oberfläche sowie am Boden von sehr verschiedener Grösse.

Tafel I stellt die zeitlichen Veränderungen an der Station F 24 (= Bot 12) dar. Diese Station, die sich bei der grössten Tiefe im nordwestlichen Teile des Bottnischen Meeres befindet, hat, wie ersichtlich, ziemlich salzarmes Oberflächenwasser, was durch die Nähe der bedeutenden schwedischen Flüsse bedingt wird. Der Salzgehalt zeigt an der Oberfläche die charakteristischen Schwankungen, wogegen er sich am Boden sehr wenig verändert. Letztere Erscheinung ist sehr auffallend, da die Gasanalysen, wie schon von Prof. Pettersson[1]) bemerkt und von uns mehrmals bestätigt worden ist, hohen Sauerstoffgehalt und also keine Stagnation angeben.

Grössere, aber wahrscheinlich nicht periodische Schwankungen zeigt das Bodenwasser der Station F 30 (= Bot 7), die im mittleren (südlichen) Teil des Bottnischen Meeres liegt. Aber wie Tafel II angiebt, verändert sich hier auch der Salzgehalt des Oberflächenwassers verhältnismässig wenig, was dadurch erklärlich wird, dass diese Station ziemlich weit von der Küste entfernt ist. Die Veränderungen sind an der Oberfläche periodisch, soweit man aus den nicht allzu vielen Beobachtungen schliessen kann. Durch ihre homogene Deckschicht (man bemerke auf Tafel II die kleinen Salzgehaltsunterschiede zwischen Oberfläche und 50 m) erinnert die Station ein wenig an Gotlandtief.

Auf Tafel III können wir die Verhältnisse in der Ålands See, d. h. an der Station F 64 (= Bot 4) sehen. Diese Station, die sich beim Uebergang des Bottnischen Meeres in die Ostsee befindet, besitzt bedeutendere Salzgehaltsvariationen, an der Oberfläche jedenfalls grössere als am Boden. Das Minimum des Salzgehaltes im Oberflächenwasser scheint nicht ganz gleichzeitig mit dem Maximum des Bodenwassers einzutreffen, sondern letzteres kommt etwas später.

Diese drei Stationen sind typische Repräsentanten verschiedener Teile des Bottnischen Meeres, zu dem meiner Ansicht nach auch die Ålands See gerechnet werden soll. Die Ostsee, von der der letztgenannte Meeresteil durch eine Bank getrennt wird, besitzt nämlich Bodenwasser von ganz anderer Beschaffenheit, und zwar ist es viel salzreicher und viel sauerstoffärmer. Einen Repräsentanten der Ostseeverhältnisse haben wir in der Tafel IV, die die Veränderungen an der Station F 71 (= Bot 1) darstellt. Zwischen dieser Station und Landsorttief (S 1 = F 78) besteht eine gewisse Aehnlichkeit; beide sind tiefe Mulden, deren Verbindung mit der Ostsee durch die seichtere Umgebung verhindert wird. — Die älteren Beobachtungen (1899—1902) sind zu gering an Zahl, um ein wenn auch nur schematisches Bild der

[1]) Redogörelse för de svenska hydrografiska undersökningarna åren 1893—94. I Östersjön. Bihang t. K. Sv. Vetensk. Akad. handl. Bd. 19. Afd. II. Nr. 4.

Veränderungen zu geben, aber durch die Nähe des Leuchtturmes Bogskär wurde es uns möglich, Oberflächenbeobachtungen sowie Tieflotungen auch zwischen den Expeditionen auszuführen, und die aus ihnen erhaltenen Resultate sind in der Zeichnung mitaufgenommen. Die Oberflächenbeobachtungen begannen am 12. September 1903 dreimal monatlich (seit 14. Mai 1904 täglich), die Tieflotungen am 23. März 1904. Leider konnten diese nur zwei Monate fortgesetzt werden, da schon am 1. Juni der Wasserschöpfer verloren ging und noch nicht hat ersetzt werden können. Von besonderem Interesse sind diese oft wiederholten Lotungen jedenfalls, da sie ein plötzliches Einströmen von salzhaltigem Bodenwasser zeigen; gleichzeitig homogenisiert sich das Oberflächenwasser bis in die Tiefe von 80 m. Später folgt eine Ausgleichung des Salzgehaltes; die dicht liegenden Isobaten trennen sich wieder voneinander, während der Salzgehalt des Bodenwassers abnimmt.

Wie ersichtlich, vollzieht sich diese Ausgleichung verhältnismässig schnell, und nach einigen Monaten ist wohl der Salzgehalt des Bodenwassers bedeutend vermindert worden, wenn unterdessen kein neues Einströmen von salzhaltigem Wasser eingetroffen ist. In Erwägung des Umstandes, dass der Salzgehalt im Landsorttief im August 1903 in einer Tiefe von 300 m 10.25 ‰ war, im November dagegen schon auf 9.89 ‰ niedergegangen war, scheint es sehr wahrscheinlich, dass die Wasserumsetzung sich in dieser Mulde viel schneller vollzieht, als bisher angenommen wurde. Die bisher im Landsorttief ausgeführten zwölf[1]) Tieflotungen scheinen mir das Nichtvorkommen einer jährlichen Periode nicht ganz sicher zu beweisen, da die Winter- und Frühjahrsbeobachtungen in der Regel niedrigeren Salzgehalt zeigen als die des Sommers.

Am schönsten treten die Salzgehaltsschwankungen jedoch im Finnischen Meerbusen hervor, wie aus Tafel V ersichtlich ist. Die benutzten Salzgehaltswerte sind an der Station F 54 (= F H 6) gefunden worden, welche den Kreuzpunkt zwischen der Längensektion des Meerbusens und der Quersektion Helsingfors-Reval bildet. Nur einige Werte sind den Beobachtungen an der Station F 53 (= F H 4) entnommen, wenn auf der Fahrt die Station F 54 nicht besucht wurde. Auffallend ist der geringe Salzgehalt des Oberflächenwassers während des sehr trocknen und heissen Sommers 1901, sowie der ziemlich hohe des regnerischen Sommers 1902, woraus hervorgeht, dass der

[1]) Von diesen sind drei aus den Jahren 1898 und 1899 noch nicht veröffentlicht worden, die Beobachtungsprotokolle sind mir aber von Prof. O. Pettersson liebenswürdigst zur Verfügung gestellt. Beim Aufzeichnen der Salzgehaltsveränderungen in der Ålands See (Tafel III) habe ich ebenso die Resultate einer nicht veröffentlichten schwedischen Tieflotung vom 26. September 1898 benutzt, für welche ich hiermit Herrn Prof. Pettersson ergebenst danke.

Salzgehalt nicht allein durch die Menge des hinzufliessenden Süsswassers bestimmt wird, sondern auch durch andere Faktoren, von denen besonders der Wind und die Temperatur zu erwähnen sind. Bezüglich des Windes war der Sommer 1901 sehr geeignet, einen niedrigen Oberflächensalzgehalt entstehen zu lassen, weil er sehr still war. Die hohe Temperatur desselben Sommers erzeugte gleichzeitig eine besondere Verminderung der Dichte des Oberflächenwassers, wodurch die Durchmischung erschwert wurde.

Im Verhältnis zum Bottnischen besitzt der Finnische Meerbusen Bodenwasser von anmerkenswertem Salzgehaltunterschiede, wenn es auch von den grossen Differenzen des Bodenwassers der südlichen Ostsee sowie der Belte bedeutend übertroffen wird. Die tiefe Mündung des Meerbusens lässt nämlich das salzreichere Bodenwasser der Ostsee unbehindert einströmen. Hervorzuheben ist indes, dass auch die jährlichen Veränderungen des Salzgehaltes im Bodenwasser viel bedeutender im Finnischen Meerbusen sind als im Bottnischen. Mit einer einzelnen Ausnahme zeigen die Beobachtungen die charakteristische jährliche Periode, und auch diese Ausnahme, die auf einer Expedition am 21. Dezember 1902 beobachtet wurde, traf während einer Periode von sehr seltenen meteorologischen Verhältnissen[1]) ein.

Es braucht kaum besonders hervorgehoben zu werden, dass die in den Tafeln gezeichneten Linien die Veränderungen nur sehr schematisch darstellen. Die Häufigkeit der Beobachtungen ist ungenügend, und man muss beim Aufziehen der Linien sehr oft die Phantasie zur Hülfe nehmen. Auch ist es keineswegs meine Absicht zu beanspruchen, die Arbeit ohne Subjektivität ausgeführt zu haben. Hoffentlich kann sie jedenfalls eine gewisse Vorstellung davon geben, wie häufig die Beobachtungen angestellt werden sollen, wenn man die Veränderungen des Salzgehaltes der verschiedenen Tiefen genau verfolgen will.

Von Dr. H. A. Meyer wird schon im Jahre 1884 im Vierten Bericht der Kommission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere darauf hingewiesen, dass der Salzgehalt des Oberflächenwassers im südlichen Teil der Ostsee periodischen Veränderungen unterworfen ist, die den obenerwähnten ähnlich sind.

[1]) Es mag nur an die einige Tage später tobenden, überaus heftigen Stürme erinnert werden.

GRAPHISCHE BERECHNUNG VON σ_t AUS t UND σ_0

VON

SIGURD STENIUS, HELSINGFORS

Die Berechnung von σ_t aus t und σ_0 mit Hülfe der von Knudsen herausgegebenen Tabellen ist, wie bekannt, ein Verfahren, das besondere Uebung erfordert, um ohne Anstrengung ausgeführt zu werden. Die neuen Tabellen, die in den gelegentlichen Veröffentlichungen des Central-Ausschusses publiziert worden sind, erleichtern die Berechnung zwar erheblich, sie können aber nicht die Anstrengung beseitigen, welche das Interpolationsrechnen immer dem Ungeübten verursacht.

Um die für die Berechnung erforderliche geistige Arbeit durch ein geeignetes Verfahren etwas zu vermindern, wurde ich von Prof. Th. Homén aufgefordert, die Berechnung graphisch auszuführen und eine für den genannten Zweck anwendbare Kurventafel auszuarbeiten. Nach einigen Vorversuchen sind wir bei folgendem Vorschlage stehen geblieben:

Als Ordinata wurden die Werte von D, die Knudsens Tabellen Seite 39—42 entnommen wurden, ausgesetzt, als Abscissa die entsprechenden Temperaturen. Die dem gleichen Wert von σ_0 bei verschiedenen Temperaturen entsprechenden Werte von D (die sich also in den Tabellen in vertikalen Reihen befinden) wurden dann mit Hülfe von Kurvenschablonen miteinander vereinigt. Wie ersichtlich, bilden sie eine Schar wenig gekrümmter Linien. — Zur Berechnung von σ_t, wenn t und σ_0 gegeben sind, hat man nur den dem gegebenen t-Wert entsprechenden Zwischenraum aufzusuchen, in dem der gegebene σ_0-Wert sich befinden soll. Durch Augenmass kann man dann den Betrag von D sogleich schätzen. Mit anderen Worten, statt die Interpolation durch Rechnen, d. h. durch Gedankenarbeit, auszuführen, hat man hier ein sehr einfaches Verfahren, das sich ganz mechanisch anwenden lässt.

Die Genauigkeit, mit welcher diese Schätzung ausgeführt werden kann, ist natürlich davon abhängig, welcher Massstab für die Zeichnung gewählt ist. Eine von mir verfertigte Kurventafel ist auf die Weise gezeichnet, dass 1 Centimeter vertikal dem Wert $D = 0.02$ und horizontal dem Wert $t = 0.20°$ entspricht. Innerhalb des Intervalls σ_0 zwischen 0 und 34 sowie t zwischen -2 und $+12°$ ermöglicht sie es, die D-Werte mit einer Genauigkeit von ca. zwei Einheiten der dritten Stelle zu schätzen. Da die einzelnen hydrographischen Untersuchungen im allgemeinen nicht Wasserproben von sehr verschiedenem spezifischen Gewicht umfassen, ist es zu empfehlen, anstatt dieser grossen Tafel kleinere Spezialtafeln in passendem Massstabe zu zeichnen.

Eine ähnliche Kurventafel findet man in F. L. EKMAN's Publikation: Om hafsvattnet utmed Bohuslänska kusten. Kongl. Sv. Vetensk. Akad. Handl. Bd. 9. Nr. 4. 1870.

CONSEIL PERMANENT INTERNATIONAL
POUR L'EXPLORATION DE LA MER

PUBLICATIONS DE CIRCONSTANCE

N° 17

A. J. ROBERTSON B. Sc.

SCOTTISH HYDROGRAPHIC RESEARCH DURING 1903

EN COMMISSION CHEZ
ANDR. FRED. HØST & FILS
COPENHAGUE

OCTOBRE 1904

COPENHAGUE — IMPRIMERIE BIANCO LUNO

SCOTTISH HYDROGRAPHIC RESEARCH DURING 1903

BY

A. J. ROBERTSON B. Sc., DUNDEE

In this paper, I propose to give a short summary of the more important conclusions which have been arrived at as a result of the investigations carried out during the year 1903 over the area assigned to Scotland in the International Scheme of work.

The first point which calls for study is the problem regarding the quantity of Atlantic water which flows in through the channels between Scotland and Shetland and so enters the North Sea. Along the section extending from the North of Scotland to the Shetlands widely different conditions were found to exist at the various seasons of the year. During May 1903, the greater portion of this region of the sea was flooded by salt Atlantic water, which by the following August had greatly decreased in volume; while in November very little Atlantic water was found along this section and the Atlantic water then found was of comparatively low salinity. By February of this year (1904) the inflow had recommenced but was not then quite so extensive as in May of the previous year. It thus seems, as far as our infrequent and rather incomplete observations enable us to judge, that during the year 1903, this inflow had undergone a variation with the seasons, with a maximum about March and a minimum about November. This conclusion is found to be in accordance with the surface salinity observations carried out along various routes over the North Sea during the periods intervening between the quarterly cruises. From June 1903 onwards till the end of the year, the surface salinity in the central parts of the North Sea was seldom higher than 35·05 per mille, while in February and March 1904, a considerable part of the same area was flooded by water of salinity ranging from 35·2 to 35·3 per mille. The amount of salt water present in the surface in the beginning of this year appeared to increase gradually from January onwards till March, and by April had again begun

to decrease. The surface salinity of the North Sea depends, of course, not only on the quantity of salt Atlantic water entering it but also on the volume and distributive extent of the fresh-water Baltic stream, which in summer, on account of its very low density, extends as a thin surface layer far out over the surface of the North Sea. In early spring, on the other hand, although the volume of the Baltic stream is somewhat greater than during any other season of the year, its temperature is then very low, and consequently the density of the water composing it is comparatively high, so that it is enabled to mix more readily with the underlying salter water which exists in the deep channel off the Norwegian coast. The result is that the fresh coast water from the Baltic has not so extensive a distribution over the surface of the North Sea during the early part of the year, but its influence near the Norwegian coast then extends to a considerable depth beneath the surface. Too much importance cannot, therefore, be attached to the surface observations when considered alone, but the greater part of the evidence, which in this case extends over a period of nearly two years, seems to indicate a seasonal variation in the volume of Atlantic water entering the North Sea, the greatest inflow occurring in the early part of the year, probably about March or April.

Another important problem which calls for investigation is the origin of the cold salt water which exists in varying quantity in the north-western area of the North Sea. Judging from all the evidence available, water of a similar character appears to be continually present in this region; its volume is apparently greatest in early spring, when it exists at all depths, and its limit sinks farther and farther below the surface throughout the summer and autumn months. Thus at station Sc. 23 (57° 31′ N—0° 37′ E), cold salt water was, during 1903, found below 30 m. in May, below 50 metres in August and only below 80 metres depth in November. By February 1904, the whole north-western area of the North Sea was flooded from surface to bottom by salt water of a uniform temperature and salinity. It seems probable, then, that the cold salt water found in this region of the sea throughout the year is Atlantic water which has flowed in during the previous winter, when this inflow would be at a maximum, through the channels south of the Shetlands, and has remained in the North Sea basin and become cooled down by contact with the atmosphere. An examination of the hydrographic conditions existing during May 1903 at the various North Sea stations shows that this water was then moving in an easterly direction towards the Norwegian coast and that part of it was, moreover, then actually entering the Skager Rak as an undercurrent. The gradual diminution in the north-western area of the North Sea of the volume of this cold salt water through-

out the year would be partly accounted for by its being gradually driven off towards the Norwegian coast and partly by a gradual admixture from above with fresh continental coast water.

Another explanation of the presence of this particular kind of water in that region of the sea is that it may have moved southwards from the Norwegian Sea as an undercurrent. The chief difficulty in the way of this hypothesis arises from the fact that observations taken at the surrounding stations seem to indicate that the direction of flow was an easterly one and not a southerly one; and that, moreover, water moving as an undercurrent would not easily acquire so low a temperature [1]).

The most interesting area in connection with the Scottish investigations is undoubtedly the region known as the Færoe-Shetland channel. It is in the neighbourhood of this region that the various bodies of water of northern and southern origin meet and mix. The main current which is moving towards more northerly latitudes is the Atlantic inflow usually known as the Norwegian Stream. The southward-moving currents are of two kinds, viz., the Polar stream, and water from the central and western parts of the Norwegian Sea. Cold Polar water very rarely comes as far southwards as the Færoe-Shetland channel; Norwegian Sea water appears, on the other hand, to enter the Færoe-Shetland channel, usually as an undercurrent, except on the western side near the Færoes where it appears to move southwards at all depths. Norwegian Sea water may sometimes, however, as in August 1903, move southwards at all depths into the central parts of the channel, afterwards sinking under the warmer Atlantic water and entering the southern section of the channel as an undercurrent. Judging from the hydrographic data available the normal flow of the Atlantic stream seems to be in an almost easterly direction from the Færoes towards the Shetlands; it appears, near the eastern side of the channel, to assume a more northerly bent, so that it crosses the northern section of the channel near the Shetlands flowing in an almost northerly direction, afterwards passing away in a north-easterly direction towards the Norwegian coast.

In May 1903, the limit of the Norwegian stream appeared to extend considerably north of the Færoes, so that Norwegian Sea water was only able to enter the channel as an undercurrent; in August 1903, on the other hand, the Atlantic flow apparently passed south of the Færoes moving in an easterly direction across the channel towards the Shetlands, so that Norwegian Sea water was found at

[1]) For a further discussion of these alternative hypotheses, see the forthcoming Scottish Report for 1903.

all depths in the central parts of the northern section of the channel. The lowering of salinity in the western part of the channel near the Færoes is in all probability due to the influence of Norwegian Sea water; cold Polar water is apparently only very rarely found as far south as the Færoes, and the effect of the coast-water from these islands on the salinity of the surrounding waters appears to be very small.

In connection with the direction of flow of the Norwegian stream, a consideration of the velocity-differences of the current at various depths, as calculated by means of BJERKNES' formula for the regions between stations in the Færoe-Shetland channel during Aug. 1903, will prove of interest.

The greatest differences ought, of course, to be found when the calculations are made along lines running vertical to the direction of flow of the current, and the smallest differences when made along lines parallel to the direction of flow. The results found for Aug. 1903 show that the current was in all probability flowing vertical to the line joining stations 14 A and 19 A in the westerly part of the channel and 13 A and 14 A in the easterly part, that is to say, that the direction of flow of the Norwegian stream was then an easterly one from the Færoes towards the centre of the channel, and a northerly or north-easterly one in the eastern part of the channel near the Shetlands, thus confirming the conclusions previously arrived at from hydrographic considerations.

In connection with the determination of surface salinities in the North Sea, some very high values have recently been found in the southern area. On March 13th 1904, among the samples collected between Harwich and Hamburg, there were found samples of salinity 36·45 ‰° and 35·75 ‰°; the positions from which these samples were taken were 52° 40′ N—3° 07′ E and 52° 50′ N—3° 33′ E respectively. Also a sample taken four days later at 52° 43′ N—3° 14′ E gave the comparatively high salinity of 35·77 ‰. In this connection, it is interesting to mention that two samples collected on May 10th and May 14th 1903, at 53° 00′ N—3° 58′ E and 52° 42′ N—3° 15′ E respectively, gave salinity results of 36·05 and 36·16 ‰. All these high salinity samples have been collected from the southern area of the North Sea, and no water of similar salinity has been found in the central or northern parts since the beginning of the Investigations.

CONSEIL PERMANENT INTERNATIONAL
POUR L'EXPLORATION DE LA MER

PUBLICATIONS DE CIRCONSTANCE

N° 18

J. W. SANDSTRÖM

EINFLUSS DES WINDES AUF DIE DICHTE UND DIE BEWEGUNG DES MEERESWASSERS

EN COMMISSION CHEZ
ANDR. FRED. HØST & FILS
COPENHAGUE

OCTOBRE 1904

COPENHAGUE — IMPRIMERIE BIANCO LUNO

EINFLUSS DES WIEDES AUF DIE DICHTE UND DIE BEWEGUNG DES MEERESWASSERS

VON

J. W. SANDSTRÖM, STOCKHOLM

An der Westküste Schwedens liegt der Meeresbusen Gullmarfjorden. Er ist 30 km lang, ziemlich gerade, von NE gegen SW gerichtet, und seine Tiefe erreicht 142 m. Seine Schwelle ist 50 m tief. Mitten im Gullmarfjord liegt die 84 m hohe Insel Bornö. Von der höchsten Höhe dieser Insel aus hat man eine weite Aussicht über den Fjord, und ich habe dort einige Beobachtungen über die Farbe des Oberflächenwassers angestellt.

Bei stillem Wetter ist das Wasser grün oder gelb am inneren Ende des Fjords und blau am äusseren Ende desselben. Das blaue Wasser ist offenbar salziges und somit schweres Meereswasser, das grüne Wasser dagegen, welches aus Flüssen and Bächen stammt, ist süss und leicht. Aus der Farbenverteilung findet man also unmittelbar die Dichteverteilung des Oberflächenwassers.

Wenn NE Wind weht, d. h. längs dem Fjord vom inneren Ende gegen das äussere Ende, so fliesst das grüne Wasser hinaus und wird durch blaues ersetzt. Das grüne Wasser wird aber nicht aus dem Fjord hinausgetrieben, sondern bleibt still stehen, etwa mitten im Fjord und kehrt wieder zum inneren Ende zurück, sobald der Wind aufhört. Man beobachtet also eine Gleichgewichtslage des grünen Wassers. Bei stärkerem Winde erstreckt es sich weiter in den Fjord hinaus, und die Farbenverteilung ist sehr ausgeprägt, bei schwächerem Winde befindet es sich dem inneren Ende des Fjords näher.

Diese Gleichgewichtslage lässt sich folgendermassen erklären. Sobald es Dichteunterschiede im horizontalen Sinne giebt, giebt es auch Kräfte, welche das leichtere Wasser über das schwerere auszubreiten streben. Der NE Wind ruft aber eine solche Dichteverteilung im Gullmarfjord hervor, dass das Wasser am inneren Ende des Fjords schwer und in der Mitte des Fjords leicht wird. Das leichte Wasser in der Mitte des Fjords strebt also, sich über das schwere Wasser am

inneren Ende des Fjords auszubreiten, d. h. das Oberflächenwasser im Gullmarfjord wird von einer Kraft angegriffen, welche dem Winde entgegengesetzt gerichtet ist. Diese Kraft können wir die Reaktionskraft gegen den Wind nennen.

Die Reaktionskraft gegen den Wind kann nur in stabilen Gewässern entstehen, d. h. wo die Dichte mit der Tiefe zunimmt. Bei Zunahme des Windes wächst die Reaktionskraft, so lange eine solche Dichteverteilung vorhanden ist, d. h. bis das Wasser umkippt. Nimmt die Dichte mit der Tiefe so sehr zu, dass eine Umkippung nicht zu Stande kommen kann, so ruft der Wind immer eine Dichteverteilung hervor, welche eine Reaktionskraft erzeugt, die den Einfluss des Windes genau kompensiert. Diese Dichteverteilung und Reaktionskraft halten sich, so lange der Wind weht, und ändern sich nach dem Winde, sobald er sich verändert. Strom entsteht nur bei Veränderung des Windes, nicht bei konstantem Winde.

Im Meere nimmt die Dichte im allgemeinen mit der Tiefe zu. Dass der Wind indessen so kräftige Strömungen im Meere hervorrufen kann, hängt davon ab, dass die Dichte nicht so schnell mit der Tiefe wächst, wie in den Meeresbusen, und dass also grössere Versetzungen stattfinden müssen, bis die genügende Reaktionskraft hervorgerufen ist. Sobald der Wind aber aufhört, sucht diese Reaktionskraft das Wasser zurückzuführen.

Der Einfluss des Windes auf die Dichteverteilung des Meereswassers besteht darin, dass er das leichte Oberflächenwasser vor sich hertreibt und aufstaut; hinter sich saugt er das schwere Wasser hinauf. Am Vorderende eines Sturmes ist also das Wasser leichter als am Hinterende desselben. Ein ähnliches Aufstauen werden natürlich nicht nur der Wind, sondern auch andere äussere mechanische Kräfte hervorrufen, z. B. die, welche von der Reibung, der Erddrehung u. s. w. herrühren.

Die Dichteverteilung im Meere hängt danach von zwei Ursachen ab, die sehr verschieden sind. Die eine ist die physische Veränderung der individuellen Partikeln in Bezug auf Temperatur und Salzgehalt, welche eine Veränderung der Dichte derselben zur Folge hat, die andere ist die Umlagerung der verschiedenen Partikeln durch äussere mechanische Kräfte, wobei die Dichte der einzelnen Partikeln keine Veränderung erleidet.

Wir werden nun untersuchen, welche Bewegungen diese beiden Ursachen in einer stabilen Flüssigkeit hervorrufen können. Jede Partikel ist auf die isodense Fläche hingewiesen, welcher ihre Dichte entspricht. Wird sie von einer äusseren Kraft aus dieser Fläche hinausgeführt, so entsteht eine Reaktionskraft, welche sie in ihre Isodensfläche zurückführt, sobald die äussere Kraft aufhört. In der isodensen Fläche kann die Partikel sich nur unbehindert bewegen, wenn die

Bewegung zu keiner Anhäufung des Wassers Anlass giebt. Wird aber das Wasser aufgestaut, so entsteht eine Reaktionskraft auch in diesem Falle. Aeussere mechanische Kräfte können also in stabilem Wasser keine permanenten vertikalen Bewegungen hervorrufen, und die horizontalen Bewegungen sind auch sehr beschränkt.

Anders verhält es sich mit den Partikeln, deren Dichte sich aus physischen Ursachen verändert. Wenn das spezifische Gewicht der Partikel wächst, so verlässt sie freiwillig ihre isodense Fläche und sinkt, bis sie die isodense Fläche erreicht, welche ihrer neuen Dichte entspricht. Physische Veränderungen haben also vertikale Strömungen zur Folge.

Für die grosse ozeanische Cirkulation sind nun permanente vertikale Strömungen notwendig, und diese können nicht zu Stande kommen, ohne dass die verschiedenen Partikeln physisch verändert werden. Es folgt davon, dass die ozeanische Cirkulation von den physischen Veränderungen des Wassers bedingt ist, und dass sie von der Geschwindigkeit, mit welcher diese Veränderungen vorgehen, geregelt wird.

Als Beispiel des hier Gesagten betrachten wir die grosse Cirkulation zwischen dem Pol und Aequator, und speciell die, welche im Atlantischen Ozean und Nordmeer stattfindet. Wir nehmen zunächst an, dass es keinen Wind giebt. Das Wasser am Pol wird stets abgekühlt und sinkt stetig, am Aequator wird es stets erwärmt und steigt immer. Das Resultat ist ein vom Aequator nach dem Pol gerichteter Strom an der Oberfläche und ein umgekehrter Strom in der Tiefe. Der Oberflächenstrom wird von der Erddrehung nach rechts abgeneigt, und so bekommen wir den Golfstrom.

Wir betrachten nun den Fall, dass ein starker von Norden gegen Süden gerichteter Wind über die ganze atlantische Oberfläche hinstreicht. Der Golfstrom wird zunächst gehemmt und kann sogar seine Bewegungsrichtung wechseln. Die Abkühlung am Pol und Erwärmung am Aequator setzt sich aber fort, und der Dichteunterschied des Wassers zwischen Pol und Aequator prägt sich mehr und mehr aus, so lange der Golfstrom retardiert wird. Der Dichteunterschied wird bald so gross, dass er den Golfstrom trotz des Gegenwindes zu treiben vermag.

Sobald der nördliche Wind aufhört, wird ein Teil des Widerstandes gegen den Golfstrom entlastet. Er wird beschleunigt durch den grossen Dichteunterschied zwischen dem Pol und Aequator, welcher noch herrscht. Die so verstärkte Cirkulation gleicht aber den Dichteunterschied etwas aus, und bald haben die Dichteverteilung und die Geschwindigkeit des Golfstromes ihren normalen Betrag wieder angenommen.

Wir stellen uns nun vor, dass eine lange Zeit Windstille gewesen st, und dass dann ein starker südlicher Wind zu wehen anfängt. Der Golfstrom wird zunächst verstärkt, und es wird eine grosse Menge Oberflächenwasser nach dem Pole hingeführt. Am Aequator wird das

schwere Bodenwasser hinaufgesaugt. Der Dichteunterschied zwischen Pol und Aequator gleicht sich also mehr und mehr aus, und zwar so lange der Golfstrom beschleunigt bleibt. Der Dichteunterschied wird bald so klein, dass er zusammen mit dem Winde dem Golfstrom die normale Geschwindigkeit mitteilt.

Da der südliche Wind aufhört, wird der Golfstrom retardiert zufolge des kleinen Dichteunterschiedes zwischen Pol und Aequator. Während des Stillstehens wird das Wasser am Pol mehr und mehr abgekühlt und das Wasser am Aequator mehr und mehr erwärmt, und bald hat der Dichteunterschied den normalen Betrag erreicht, wonach der Golfstrom auch die normale Geschwindigkeit bekommt.

Kurz ausgedrückt: der Wind versetzt immer das Wasser so viel, dass eine Dichteverteilung entsteht, die den Einfluss des Windes auf die Wasserbewegung kompensiert. Die Versetzung des Wassers, welche beim Entstehen eines Windes stattfindet, geht zurück, sobald der Wind aufhört. Wenn man von diesen zurücklaufenden Versetzungen absieht, hat der Wind auf den Golfstrom keinen Einfluss.

Die Ursache des Golfstromes ist dann ausschliesslich in der Veränderung der Dichte der individuellen Partikeln zu suchen. Hierbei spielt sowohl die Veränderung des Salzgehaltes als die der Temperatur eine Rolle, doch dürfte die Veränderung des Salzgehaltes viel weniger als die der Temperatur bedeuten, weil dieselbe Salzmenge in den beiden Richtungen geführt wird; die Wärme wird dagegen nur in einer Richtung, nämlich vom Aequator nach dem Pol geführt.

Die Geschwindigkeit des Golfstromes hängt hauptsächlich von der Wärmemenge ab, welche dem Wasser am Aequator durch Einstrahlung hinzugeführt, und am Pole durch Ausstrahlung entführt wird. Wenn man von den Schwankungen hie und her im Wärmevorrat des Meereswassers am Pol und am Aequator absieht, so muss also der Golfstrom eben die Geschwindigkeit haben, welche nötig ist, um die Wärme, welche in der Polargegend ausstrahlt, von niedrigen Breiten heraufzuholen. Diese Wärmemenge wird aber gefunden, wenn man die Temperatur und die Geschwindigkeit des nordwärts, sowie des südwärts gehenden Wassers in einem Schnitte quer über den Atlantischen Ozean misst. Dann findet man, wie viel Wärme nach dem Pole geführt und wie viel Wärme davon geführt wird. Der Unterschied strahlt in der Polargegend aus, und diese ausgestrahlte Wärmemenge wird zur Treibung des Golfstromes benutzt.

Es kommt also für den Golfstrom darauf an, eine gewisse Wärmemenge vom Aequator nach dem Pole zu führen. Wird der Strom unterwegs durch die Konfiguration des Landes oder durch die Erddrehung in eine krumme Bahn hineingezwungen, so steht jedenfalls diese Bedingung fest. Der vergrösserte Widerstand wird durch vergrösserten Dichteunterschied zwischen Pol und Aequator kompensiert.

CONSEIL PERMANENT INTERNATIONAL
POUR L'EXPLORATION DE LA MER

PUBLICATIONS DE CIRCONSTANCE

N° 19

B. HELLAND-HANSEN

ZUR OZEANOGRAPHIE DES NORDMEERES

RESUMÉ EINES AM 22. JULI GEHALTENEN VORTRAGS

MIT 3 FIGUREN IM TEXT

EN COMMISSION CHEZ
ANDR. FRED. HØST & FILS
COPENHAGUE

OCTOBRE 1904

COPENHAGUE — IMPRIMERIE BIANCO LUNO

ZUR OZEANOGRAPHIE DES NORDMEERES

RESUMÉ EINES AM 22. JULI GEHALTENEN VORTRAGS

VON

B. HELLAND-HANSEN, BERGEN

MIT 3 FIGUREN IM TEXT

Der norwegische Untersuchungsdampfer „Michael Sars“ wurde im Sommer 1900 fertig gebaut und hat seitdem ausgedehnte hydrographische Untersuchungen im Nordmeere ausgeführt. Das Fahrzeug ist im allgemeinen 9 Monate des Jahres hindurch ununterbrochen im Gange — vom Februar bis zum Oktober —, und während dieser Zeit werden ausser auf den Terminfahrten viele hydrographische Beobachtungen angestellt, gewöhnlich Hand in Hand mit Fischereiversuchen und anderen biologischen Untersuchungen. Viel hydrographisches Material ist ausserdem von dem Kommandofahrzeug der norwegischen Marine „Heimdal“, sowie von verschiedenen privaten Fahrzeugen, besonders von Schnabelwal- und Seehundfängern auf ihren Fahrten im Nordmeere und nördlichen Eismeere zusammengebracht worden. Die Fülle von Beobachtungen, die in der Weise im Laufe dieser 4 Jahre angesammelt wurde, wird zur Zeit von Professor NANSEN und dem Vortragenden bearbeitet; in wenigen Monaten wird hierüber ein ausführlicher Aufsatz erscheinen[1]), auf den verwiesen wird. Im Folgenden werden in aller Kürze nur einige der hauptsächlichsten Fragen aus der Ozeanographie des Nordmeeres besprochen werden, und zwar in dem Masse, in welchem sie bisher bekannt geworden sind, indem dabei auf die Ergebnisse der neuesten norwegischen Untersuchungen besondere Rücksicht genommen werden wird.

1. Durch die Untersuchungen der letzten Jahre hat es sich bestätigt, dass der norwegisch-atlantische Strom (der „Golfstrom“, Norskestrømmen, the Norwegian Atlantic Current) sich immerfort und ununterbrochen gegen Norden bewegt, der kontinentalen Bank folgend. Der Strom tritt, was den allerwesentlichsten Teil betrifft, durch den

[1]) In dem „Report on Norwegian Fishery- and Marine Investigations“, Vol. 2, herausgeg. von Dr. JOHAN HJORT, Bergen.

Färö-Shetland-Kanal in das Nordmeer ein; das ozeanische Wasser, das zwischen den Färöern und Island hineindringt, wird ziemlich bald in seiner Bewegung gegen Norden gehemmt und von dem ostisländischen Polarstrom teilweise in südöstliche Richtung hineingezwungen. Zwischen Schottland und Shetland und nordwärts um Shetland erstrecken sich Zweige des atlantischen Stromes in die Nordsee; der nordwärts um Shetland ziehende Zweig ist gewiss stärker im Herbst als im Sommer und führt dann „35.2-Wasser" in beträchtlicher Menge in den nördlichen Teil der Nordsee hinein; dies salzige atlantische Wasser deckt den Grund des nördlichen Nordseeplateaus das ganze Jahr hindurch und hat stets eine ziemlich niedrige Temperatur, im Sommer zwischen 6° und 7°, im Winter ein wenig über 7°. Dieses Grundwasser der Nordsee ist somit nicht arktischer Natur, was man früher teilweise annahm. Mit wechselnder Breite setzt sich der Hauptstrom ungefähr der norwegischen Küste parallel fort. Nördlich von 67° N. Br. fliesst Wasser in beträchtlicher Menge westwärts vom Strome ab; diese Wassermengen geraten im mittleren Teile des Nordmeeres in eine cyklonische Bewegung. Wenn der atlantische Strom bis zu ungefähr 72° n. Br. gelangt, spaltet er sich in 2 Zweige: der eine, der Nordkapstrom, dringt ostwärts in das Barents-Meer und weiterhin in das Polarmeer ein; der andere zieht nordwärts nach Spitzbergen. — Der Maximalsalzgehalt des Stromes übertrifft im südlichsten Teile des Nordmeeres stets 35.25 ‰; 35.0-Isohalinen, die allgemein angenommene Grenze des atlantischen Wassers, werden in einer zwischen 300 und 500 m variierenden Tiefe angetroffen. Diese Linie erstreckt sich der Mischverhältnisse wegen gen Norden tiefer und tiefer hinab, während gleichzeitig der Maximalsalzgehalt allmählich abnimmt. Noch so weit nördlich wie bis zum 72. Breitegrad hat das Wasser gewöhnlich einen Salzgehalt von 35.1 ‰. In den Oberflächenschichten des nördlichen Teils des Nordmeeres variiert die Temperatur zwischen ca. 7° im März—April und ca. 10° im Spätsommer, so dass die jährliche Amplitude ungefähr 3° beträgt. In der Tiefe fallen gewöhnlich Isothermen und Isohalinen genau zusammen; so gehören im südlichen Teile des Nordmeeres 35.0 ‰ und 4°, 35.1 ‰ und 6° zusammen, weshalb man z. B. schon aus den Temperaturen ein annäherungsweise richtiges Bild der Tiefe des atlantischen Wassers erhalten kann. — Der atlantische Strom ändert sich bedeutend und schnell an Grösse und Geschwindigkeit, und diese Abänderungen können sich bis auf eine Tiefe von 7—800 m erstrecken. Ausserdem hat er, nach den Salzgehalten und Temperaturen zu urteilen, oft eine überaus unregelmässige Gestalt; dies ist aus der Fig. 1 leicht ersichtlich; die Figur stellt einen Schnitt dar zwischen 64° 11′ N. Br., 3° 45′ W. L. und der norwegischen Küste bei ca. 62° N. Br. — also ein wenig nördlich des Eingangs der norwegischen Rinne. Die Beobachtungen wurden

Fig. 1

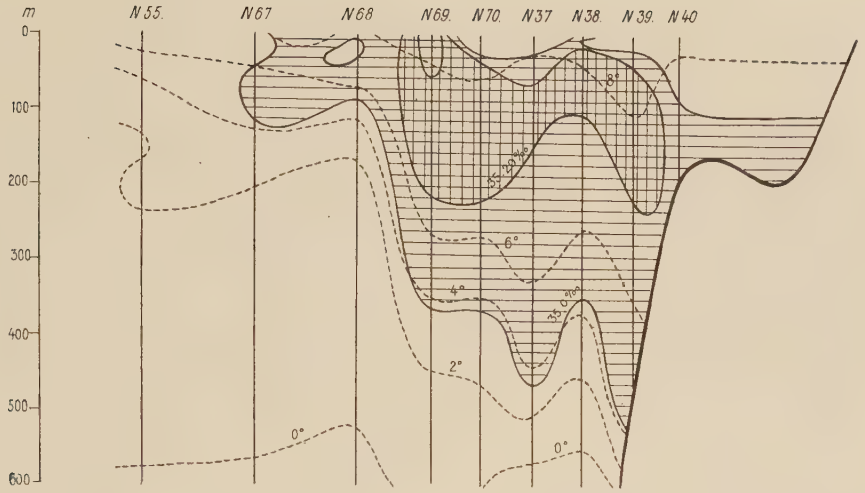


Fig. 2

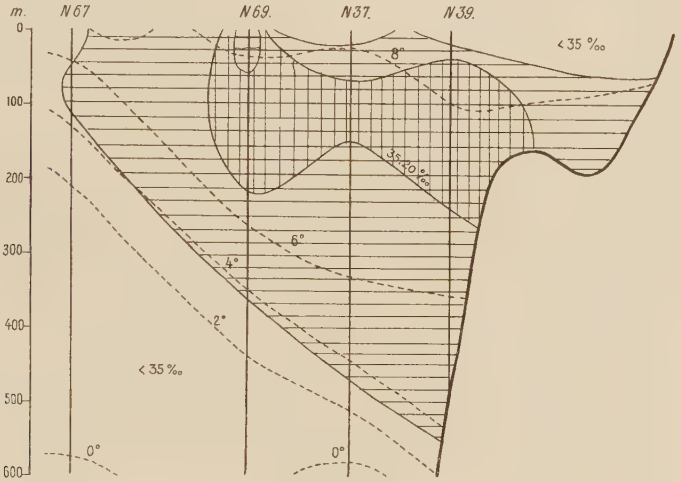


Fig. 3

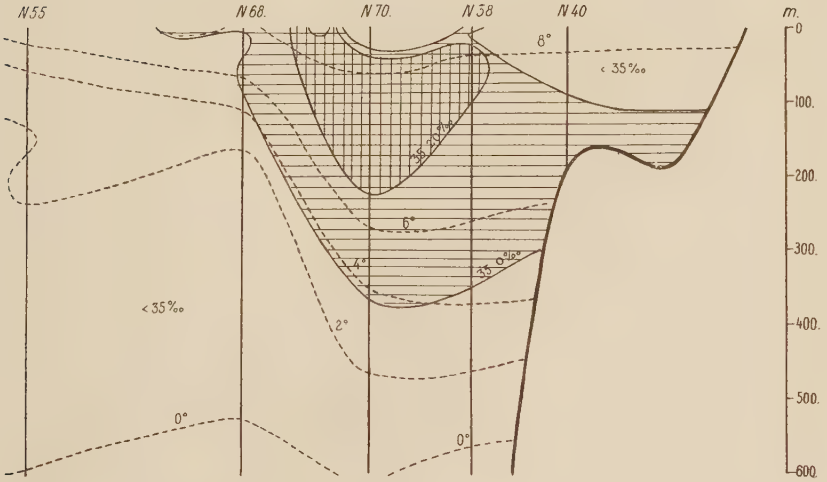


Fig. 1—3. Horizontaler Masstab 1 : 6000000. Vertikaler Masstab 1 : 10000.

am 9.—10. Juni dieses Jahres angestellt; die Entfernung zwischen den Stationen beträgt im allgemeinen einige zwanzig Viertelmeilen. Das „35-Wasser“ liegt wie eine unregelmässig gestaltete Masse unmittelbar an der norwegischen Küstenbank und reicht an der Bank selbst bis auf eine Tiefe von ca. 500 m hinab. Der Maximalsalzgehalt findet sich in einer Tiefe von ca. 100 m und übertrifft an mehreren Orten 35.25 ‰. Die unregelmässige Form der Kurven ist sehr charakteristisch; besonders bemerkenswert ist die vertikale Verengerung des 35.0- und 35.2-Wassers in der Nähe der Station N 38, durch die das salzige atlantische Wasser in 2 Hauptteile zerfällt. Diese Teilung ist sehr häufig angetroffen worden und scheint eine gewöhnliche Erscheinung zu sein, die auf 2 parallele „Kerne“ des Stromes deutet. Ausser dieser allgemein auftretenden Zweiteilung sind aus dem Schnitte noch mehrere andere Kurvenbiegungen ersichtlich. Diese Biegungen finden sich in so kurzen horizontalen Entfernungen, dass sie nur zum Vorschein kommen, wo die Stationen dicht aufeinander folgen. Hat man nur wenig Stationen, wird der Eindruck des Schnittes und somit die daraus gezogenen Schlussfolgerungen leicht ganz verfehlt werden, was die Einzelheiten betrifft. Dies wird durch die Figg. 2 und 3 veranschaulicht, die beide denselben Schnitt darstellen wie Fig. 1, in denen aber jede zweite Station fehlt, so dass Fig. 2 nur Beobachtungen von den Stationen enthält, die in der Fig. 3 nicht berücksichtigt sind; in allen 3 Figuren sind sämtliche Oberflächenbeobachtungen (stündlich während der Fahrt) berücksichtigt. Diese 3 Schnitte, die tatsächlich die nämlichen hydrographischen Verhältnisse veranschaulichen sollten, sind in überraschender Weise voneinander verschieden und könnten sehr verschiedenartige Schlüsse betreffs des Charakters des Stromes veranlassen. Die hier erwähnten Erscheinungen sind im Meere gewöhnlich, und zwar nicht nur im Nordmeere, und sind wahrscheinlich entweder aus grossen unterseeischen Wellen oder aus eigentümlichen dynamischen Verhältnissen der Bewegung grosser Wassermassen zu erklären. — Eine Folge der hier erwähnten örtlichen Variationen ist es, dass sowohl an die Menge der Beobachtungen als an die Genauigkeit der Ortsbestimmungen grosse Forderungen zu stellen sind. Besonders letzerer Forderung lässt sich im Winter sehr schwer genügen, da böses Wetter und Dunkelheit oft eine grössere Genauigkeit der Ortsbestimmungen in offener See als die eines halben oder sogar eines ganzen Breitegrades vereiteln. Wie man einsehen wird, ist es schon aus diesen Gründen mit besonderen Schwierigkeiten verbunden, die Gesetze der Stromänderungen im Nordmeere ausfindig zu machen. Die bisher angestellten Winterbeobachtungen scheinen zu zeigen, dass der atlantische Strom im Herbst grösser ist als im Frühsommer. Dies war jedenfalls 1903 der Fall. Von den schnellen örtlichen Aenderungen des atlantischen Stromes abgesehen, können die Variationen sogar in

ziemlich bedeutenden Tiefen einer zeitlichen Veränderung wegen sehr gross sein. Diese zeitlichen Variationen betreffen selbstredend besonders die Temperaturen. Die Wechselwirkungen zwischen dem Meere und der Atmosphäre sind sehr bedeutend; so können sich im Winter die Konvektionsströmungen bis auf eine Tiefe von ein paar Hundert Metern erstrecken, wodurch ausserordentlich grosse Wärmemengen an die Luft abgegeben werden können. — Aus dynamischen Berechnungen erhellt, dass der atlantische Strom oft eine intermediäre Maximalgeschwindigkeit hat, z. B. in einer Tiefe von 100 m; die Strömungsgeschwindigkeit ist dann in einer Tiefe von 200 m ungefähr ebenso gross als an der Oberfläche selbst. Die Geschwindigkeiten variieren verhältnismässig wenig in der oberen 200—300-Meterschichte; weiter abwärts nehmen sie schneller und schneller ab. Das Geschwindigkeitsdiagramm bildet oft einen Teil einer Kegelschnittfläche mit intermediärer Spitze.

2. Fig. 1 auf S. 5 zeigt uns das Küstenwasser (von Salzgehalten unter 35 ‰) in der Nähe des Landes im Frühsommer als eine ca. 100 m dicke Schichte. Zwischen dem Lande und der Station N 40 ist es sicherlich unregelmässiger verteilt, als fehlender Stationen wegen aus dem Schnitte ersichtlich ist. Mit abnehmenden Tiefen verbreitet es sich westwärts über das atlantische Wasser. Dieses Küstenwasser bewegt sich mit wechselnder Geschwindigkeit nordwärts der norwegischen Küste entlang; es bildet eine kontinuierliche Fortsetzung des baltischen Stromes, indem es sich stets einerseits mit dem atlantischen Wasser, andererseits mit dem Flusswasser vermischt. Das Küstenwasser offenbart einige eigentümliche periodische Bewegungen, indem es sich im Frühsommer mehr und mehr westwärts über das Meer verbreitet, sich aber im Herbst und Winter wieder küstwärts zurückzieht. Diese Erscheinung findet ihre dynamische Erklärung darin, dass das Küstenwasser seiner Erwärmung und teilweise auch seiner vermehrten Süsswasserzufuhr wegen im Frühjahr und Sommer so leicht wird, dass seine Neigung, sich über die Oberfläche hin zu verbreiten den nach rechts biegenden Einfluss der Erdrotation zu überwinden vermag. Wenn nun die Herbst- und Winterabkühlung stattfindet, wird das Wasser, von der ablenkenden Kraft der Erdrotation gezwungen, wieder zurückgetrieben. Diese periodische Bewegung des Küstenwassers, von der es sich herausstellen wird, dass sie auch für andere Gebiete als die hier in Frage stehenden gilt, spielt eine grosse Rolle für die Verbreitung der vielen Küstenorganismen (der neritischen Planktonformen, Medusen, Fischbrut verschiedener Art). Die Grenze der Verbreitung solcher Organismen zieht sich im Sommer weiter seewärts als im Winter und folgt genau den Veränderungen der Küstenwassergrenze. Für das Verständnis z. B. der

Verbreitung der Dorschbrut ist dieses Verhältnis von eingreifender Bedeutung.

3. Bedeutende Mengen arktischen Wassers treten mit dem ostisländischen Polarstrom ins Nordmeer ein. Auch die Geschwindigkeit und Ausdehnung dieses Stromes variieren in hohem Grade. Der Strom kann manchmal, besonders im Frühling, so stark sein, dass es sogar bei günstigem Winde den Seglern schwer fallen kann, gegen ihn vorwärts zu kommen. Der Polarstrom zeichnet sich stets durch eine intermediäre Minimaltemperatur und eine tiefer liegende Maximaltemperatur aus — ein Verhältnis, das ja für so gut wie alle Polarströme zu gelten scheint. Der Strom reicht bisweilen ganz bis an den Färö-Shetland-Kanal; es hat sich aber nicht erwiesen, dass er in solchen Jahren den atlantischen Strom durchschneidet, was frühere Forscher als im Frühling stattfindend annahmen.

4. Eine vierte und zwar gewaltige Wassergruppe entsteht im Nordmeere aus dem kalten Grundwasser mit einer Temperatur von unter $\div 1°$ C. Der Salzgehalt dieses Wassers ist ungefähr 34.91 ‰ und ist so konstant, dass nur die allerfeinsten Beobachtungen im Laufe der Jahre Abänderungen nachzuweisen vermögen. Dieses Grundwasser rührt den Untersuchungen Professor Nansen's zufolge aus einem nördlich und nordöstlich von Jan Mayen gelegenen Gebiete her; dort ist es an der Oberfläche stark abgekühlt worden, wodurch es eine hohe Dichte von über 1.028 hat. Es füllt das ganze Nordmeerbassin in einer Tiefe von unter 800—1000 m an; es dringt an dem Boden längs der Färö-Shetland Rinne vor, wird aber durch den Wyville-Thomson-Rücken sowie durch den Färö-Island-Rücken aufgehalten, so dass es nicht ins Nordatlantische Meer eintreten kann. Grundwasser, mit Wasser aus den unteren Schichten des atlantischen Stromes vermischt, kann möglicherweise mitunter in die norwegische Rinne hineingeraten.

CONSEIL PERMANENT INTERNATIONAL
POUR L'EXPLORATION DE LA MER

PUBLICATIONS DE CIRCONSTANCE

N° 20

Dr. E. RUPPIN

UEBER DIE OXYDIERBARKEIT DES MEERWASSERS
DURCH KALIUMPERMANGANAT

EN COMMISSION CHEZ
ANDR. FRED. HØST & FILS
COPENHAGUE

OCTOBRE 1904

COPENHAGUE — IMPRIMERIE BIANCO LUNO

UEBER DIE OXYDIERBARKEIT DES MEERWASSERS DURCH KALIUMPERMANGANAT

VON

DR. E. RUPPIN, KIEL

Eine wichtige Zahl in der Wasseranalyse ist die, welche angiebt, wie viel Kaliumpermanganat oder Sauerstoff erforderlich ist, die im Wasser enthaltenen organischen Stoffe zu oxydieren. Im Gebrauchs- und Trinkwasser zieht man aus dieser Zahl Schlüsse auf die Verunreinigungen, im Meerwasser wird man daraus auf die Menge der vorhandenen Nährstoffe schliessen können, falls es sich nicht etwa um Wasser handelt, das aus stagnierenden Stellen stammt.

Die in Betracht kommenden Methoden findet man in Tiemann-Gärtner, Handbuch der Untersuchung und Beurteilung der Wasser zusammengestellt, daselbst wird auch der Wert der vorhandenen Methoden diskutiert. Sie sind alle für Süsswasser ausgearbeitet, auf stark chloridhaltiges Wasser sind sie nicht anwendbar. Zur Not könnte man sich an die Methode von Tidy halten, der ein gemessenes Wasserquantum in der Kälte mit Kaliumpermanganat und Schwefelsäure versetzt, das Gemisch 2—3 Stunden stehen lässt, dann Jodkalium zusetzt und das ausgeschiedene Jod mit Thiosulfat zurücktitriert. Im erwähnten Handbuch wird schon aufmerksam gemacht, dass die Einwirkung von Permanganat bei niedriger Temperatur nur sehr langsam und unvollkommen ist und von der Höhe der Zimmertemperatur abhängt. Eine zweite in Betracht kommende Methode ist die von Schulze-Trommsdorff. Ihrer hat sich Natterer bedient, der die Untersuchungen an Bord des östereichischen Schiffes Pola bei den Reisen im Mittel- und Rotenmeer ausgeführt hat. Bei dieser Methode erfolgt die Oxydation in alkalischer Lösung, und Chloride sollen darauf nicht störend einwirken nach Gustave de Ridder (1). Dies hatte ich auch gefunden bis zu einem Kochsalzgehalt, der 8000 mg Chlor im Liter entspricht (2). Das ist aber nicht mehr zutreffend, wenn man mit Meerwasser arbeitet, denn erstens übersteigt der Chlorgehalt des Meerwassers diese Menge um mehr wie 100 %, und zweitens ist Meerwasser keine Kochsalz-

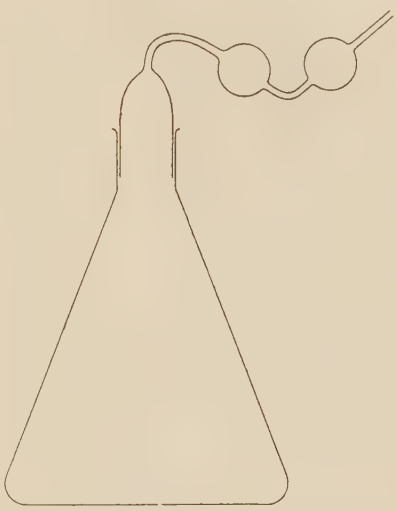
lösung, sondern es befinden sich auch Magnesium und Calciumionen darin, die die Reaktion zwischen Chlor und Permanganat erheblich beschleunigen. Bei dieser Methode wird das überschüssige Permanganat bei einer Temperatur von 50—60° in saurer Lösung mit Oxalsäure versetzt und diese zurücktitriert. In beiden Stadien findet eine Reaktion zwischen Permanganat und Chlor statt und es ist unmöglich einen scharfen Endpunkt beim Titrieren zu erhalten. Bei niederer Temperatur anzusäuren, um das Permanganat mit Oxalsäure zu zerstören, geht nicht, weil dann die Reaktion zu träge verläuft. Im Anschluss an Kessler und Zimmermanns Methode der Oxydation von Eisenoxydul in Gegenwart von Manganosalz hatte ich gefunden, dass, wenn mann die Oxydation der organischen Substanzen durch Mangansuperoxyd vornimmt, gefällt in der sauern Reaktionsflüssigkeit durch Einwirken von Permanganat auf Mangansulfat, man in weitem Masse von der Gegenwart von Kochsalz unabhängig wird (2). Leider erwies sich auch dieser Weg bei Meerwasser ungangbar, denn die Reaktion zwischen Mangansuperoxyd und Chlor war zu schnell, als dass man die Methode hätte brauchen können.

An sonstigeu neueren Verfahren wären noch die von Duyk und Lenormand zu nennen. Duyk (3) fällt erst sämmtliche Halogene mit feuchtem Silberoxyd und bestimmt dann die organischen Substanzen wie üblich. Dieser Weg ist theoretisch einwandsfrei, aber wenn man eine grössere Reihe von Bestimmungen in Meerwasser ausführen will, so verbraucht man eine grosse Menge Silberoxyd, wodurch das Verfahren sehr teuer und zeitraubend wird, ausserdem ist zu bedenken, dass sämmtliches Plankton mit in den Niederschlag geht und sich somit der Bestimmung völlig entzieht.

Lenormand (4) will die alkalische Lösung mit Permanganat oxydieren und das nicht verbrauchte kolorimetrisch bestimmen. Die kolorimetrischen Methoden sind ja bei geringen Substanzmengen sehr elegant, doch leidet man häufig an dem Uebelstand, dass man nicht vergleichbare Farbtöne erhält, so dass eine titrimetrische Methode immer vorzuziehen ist. Auszerdem entziehen sich hierbei die Substanzen, die sich beim Ansäuern noch oxydieren können, z. B. die möglicher Weise bei der Oxydation in alkalischer Lösung entstandene Oxalsäure, der Bestimmung. Drschewetzky (6) kommt zum Schluss, dass zur Zeit eine Bestimmung in chlor- und bromhaltigen Wässern unmöglich ist.

In jüngster Zeit sind eine grössere Menge Bestimmungen der oxydierbaren Substanzen in Meerwasser von Thoulet (5) ausgeführt worden. Er wendet sich zunächst gegen Natterer und die Methode Schulze Trommsdorf, der er zum Vorwurf macht, dass die dabei auftretende gelbe Farbe, die Rosafärbung am Ende der Reaktion nicht erkennen lässt. Ich glaube Thoulet hat dabei übersehen, dass die erwähnte gelbe Farbe beim Ansäuern und Versetzen mit Oxalsäure verschwindet.

Er empfiehlt alsdann die alte Methode von Kubel mit dem Unterschiede, dass er nicht die Oxalsäure als Urtiterflüssigkeit verwendet sondern das Kaliumpermanganat, worin ihm sicher niemand folgen wird, da sich die Oxalsäurelösung leichter herstellen lässt als die Permanganatlösung. Dass die Kubelsche Methode für chloridhaltiges Wasser nicht anwendbar ist, habe ist schon nachgewiesen. Bei einem Gehalt von 4000 mg Chlor in Form von Kochsalz wurden schon 11,39 mg Permanganat pro Liter zersetzt durch die Reaktion zwischen Permanganat und Chlorid, bei 10,000 mg Chlor 22,38 mg, wobei die Flüssigkeit am Ende das Kochens nicht mehr rot war. Thoulet findet auch ganz enorme Mengen Sauerstoffverbrauch, für den Liter Seewasser 29 mg während Natterers Zahlen sich zwischen 1,12—5,99 ccm bewegen.



Ich habe um den Permanganatverbrauch für Meerwasser zu bestimmen einen neuen Weg eingeschlagen, gewissermassen eine Kombination der Verfahren von Schulze-Trommsdorff und Tidy. Die Oxydation geschieht nach Schulze in einem Erlenmeyerkolben in dessen Hals ein eingeschliffener Aufsatz eingesetzt werden kann. Der Aufsatz wird mit etwas 10% igr. Jodkaliumlösung beschickt. Nach beendeter Oxydation kühlt man auf 60°, säuert an und setzt den Aufsatz sofort auf. Zur Sicherheit kann man noch den Schliff mit einigen Tropfen Jodkaliumlösung dichten. Wenn sich die Flüssigkeit durch Wechselwirkung zwischen Chlorid und Permanganat zu verfärben beginnt, lässt man durch den Aufsatz 5 ccm Jodkaliumlösung eintreten und kühlt auf Zimmertemperatur weiter. Dann spült man den Inhalt des Aufsatzes in den Kolben und titriert mit $^1/_{100}$ n Thiosulfatlösung das ausgeschiedene Jod, oder man setzt 10 ccm Thiosulfatlösung zu und titriert mit $^1/_{100}$ Jodlösung zurück. Die Jodlösung wird durch Abwägen resublimierten und getrockneten Jodes hergestellt, Permanganat und Thiosulfat sind auf die Jodlösung eingestellt.

Bei der Bestimmung des Verbrauchs an Permanganat habe ich mich nicht genau an die Schulze-Trommsdorff'schen Angaben gehalten. Es wird vorgeschrieben, die Oxydation mit 100 ccm vorzunehmen und $^1/_2$ ccm 33% igr. Natronlauge und 10 ccm Permanganatlösung zuzusetzen. Ich glaube davon abweichen zu müssen, da man bei diesen Mengenverhältnissen im Nordseewasser 0,5—1,5 ccm Permanganat verbraucht.

August 1903

Station	Tiefe	Salz ‰	Permanganatverbrauch mg p. Liter	Mit Planktonnetz durchfischte Wassersäule	Planktonvolumen ccm	Planktonart
N_4	0	34,89	7,6	35—0	72	Copepoden, Peridineen
N_4	83	34,96	1,74	80—35	24	Peridineen meist leer
N_4a	5	34,96	4,6	34—0	104	Ceratien Peridineen Tiere
N_4a	95	34,96	1,9	94—34	32	Peridineen
N_5	5	33,68	2,05	35—0	168	Ceratien, Diatomeen, Tiere
N_5	61	34,96	1,74			
N_6	5	30,69	2,2	15—0	160	Diatomeen, Ceratien (Tiere)
N_6	91	35,16	1,6	90—35	184	Diatomeen, Ceratien, Tiere
N_7	5	28,55	3,0			Ceratien, Tiere
N_7	265	35,20	1,9			
N_8	5	29,30	2,8	15—0	200	Ceratien (Tiere)
N_8	350	35,21	1,4	340—0	272	
N_9	5	30,72	3,0	20—0	544	Rhizosolenien, Ceratien, Tiere
N_9	460	35,20	1,6	450—0	952	
N_{11}	5	29,31	3,0	25—0	272	Ceratien, Diatomeen (Tiere)
N_{11}	54	34,86	1,6	55—0	640	
N_{12}	5	29,69	2,7	27—0	288	Ceratien, Diatomeen, Tiere
N_{12}	27	33,86	2,8			
N_{13}	5	34,20	1,9	25—0	176	Ceratien, Tiere
N_{13}	51	34,78	2,2	50—24	144	
N_{14}	5	34,34	1,9	30—0	232	Rhizosolenien, Ceratien, Tiere
N_{14}	30	34,34	1,9			
O_1	5	14,70	9,8	20—0	72	Ceratien, Diatomeen, Tiere
O_1	19,5	21,14	7,4			
O_2	5	15,07	9,6	20—0	176	Ceratien
O_2	33	25,97	5,4	33—20	72	Tiere
O_3	5	13,82	9,8	15—0	192	Ceratien, Tiere, Diatomeen
O_3	29,5	27,52	5,4	30—15	72	Ceratien
O_4	5	11,42	9,3	22—0	176	Ceratien, Tiere, Diatomeen
O_4	21,5	22,66	5,7			
O_5	5	11,42	9,6	10—0	432	Aphanizomenon, Nodularia
O_5	21,5	17,94	9,3	20—10	112	Diatomeen, Aphanizomenon
O_8	5	8,01	12,0	5—0	345	Aphanizomenon Nodularia
O_8	44½	16,94	11,8 [1]	44—40	48	Tiere
O_{10}	5	7,45	8,7	5—0	72	Aphanizomenon Nodularia
O_{10}	40	7,50	7,1	56—36	72	Tiere
O_{10}	57	11,09	8,4			
O_{11}	5	7,23	9,0			
O_{11}	40	7,41	8,2	66—0	296	Aphanizomenon, Nodularia Tiere
O_{11}	58	8,59	8,2			
O_{11}	67	9,67	9,0			
O_{12}	5	7,20	10,6	5—0	448	Aphanizomenon, Diatomeen Tiere
O_{12}	50	7,29	7,4	75—40	176	Aphanizomenon Tiere
O_{12}	90	10,07	7,4	105—75	40	Tiere
O_{12}	105	12,94	8,7			

[1]) möglicher Weise mit Schlick verunreinigt.

November 1903

Station	Tiefe	Salz ‰	Permanganatverbrauch mg. p. Liter	Mit Planktonnetz durchfischte Wassersäule	Planktonvolumen ccm	Planktonart
N_1	5	34,51	3,0	38—0	50	Ceratien, Diatomeen, Tiere
N_1	38	34,51	1,8			
N_2	5	34,78	1,47	42—0	32	Diatomeen
N_2	44	34,80	1,05			Tiere
N_3	5	34,90	1,50	5—0	56	Ceratien
N_3	72	35,0	1,26	75—35	162	Ceratien, Tiere
N_4	5	35,02	1,47	5—0	300	Ceratien
N_4	84	34,97	1,5	84—64	56	Tiere
N_5	5	34,78	1,71	5—0	80	Ceratien
N_5	61	34,78	1,34	60—5	200	
N_6	5	31,71	2,21	5—0	300	Diatomeen, Ceratien
N_6	99,5	35,19	1,16	98—75	24	Tiere
N_7	5	28,19	3,21	5—0	390	Diatomeen
N_7	273	35,19	1,05	270—0	710	
N_8	5	28,75	2,42	5—0	360	Diatomeen
N_8	317	35,13	0,84	315—150	36	
N_{10}	5	31,26	2,48			Diatomeen
N_{11}	5	32,59	1,8			Diatomeen
N_{15}	5	33,35	2,63	22—0	1240	Biddulphia
O_1	5	14,52	6,27	15—0	200	Ceratien, Tiere
O_1	19	15,75	5,8			
O_2	5	15,52	6,0	5—0	64	Ceratien, Tiere
O_2	35	22,27	3,53	35—25	48	Ceratien, Diatomeen
O_3	5	12,29	6,9	30—0	64	Ceratien Diatomeen
O_3	34	24,61	6,53[1])			
O_4	5	11,96	6,77	15—0	40	Diatomeen, Ceratien
O_5	5	10,39	7,06	25—0	24	Diatomeen
O_5	24,5	15,23	5,77			
O_8	5	8,06	7,53	42—0	143	Aphanizomenon,Tiere, Diatomeen
O_8	43	15,73	5,51			
O_{10}	5	7,41	7,51	5—0	72	Aphanizomenon, Diatomeen
O_{10}	58	12,0	7,06	60—57	16	
O_{11}	5	7,41	8,53	68—0	96	Diatomeen, Aphanizomenon,Tiere
O_{11}	65	ca.11	6,8			
O_{12}	5	7,27	7,82	60—0	96	Aphanizomenon, Diatomeen
O_{12}	75	9,60	6,95	83—60	8	Diatomeen
O_{13}	5	7,21	7,9	51—0	16	Diatomeen, Tiere
O_{13}	55	7,21	7,5	61—56	10	

Die Fehler der Methode betragen im Laboratorium ungefähr 0,1 ccm. Man ist jedoch genötigt, diese Bestimmungen an Bord zu machen, ich habe dabei gefunden, dass man öfters Differenzen von 0,2 ccm erhält, was in Anbetracht der geringen Mengen zu viel ist. Ich habe deshalb

[1]) möglicher Weise mit Schlick verunreinigt.

300 ccm Meerwasser der Oxydation unterworfen, sie mit 1½ ccm Natronlauge versetzt, um dieselbe Alkalinität zu erhalten und 10 cm Permanganat. Hat man Meerwasser, welches verhältnismässig reich an organischer Substanz ist, so nimmt man weniger Wasser in Arbeit und verdünnt mit destilliertem auf 300 ccm. Die Menge Wasser, welche man oxydiert, richtet man so ein, dass blos die Hälfte des Permanganates zur Oxydation verbraucht wird. Dann ist man sicher, dass auch Oxalsäure, die eventuel in der alkalischen Lösung sich gebildet hat, nach dem Ansäuern durch das Permanganat zersetzt wird, wie folgender Versuch zeigt. Ein Meerwasser verbraucht zum Zurücktitrieren des Thiosulfates 2 ccm, im 2. Versuch 2,1 ccm Jodlösung. Diesem Wasser wurden 4 ccm $^1/_{100}$n Oxyalsäure auf 300 ccm zugesetzt. Es wurden jetzt in 2 Versuchen jedes Mal 6 ccm Jodlösung verbraucht, so dass man sehen kan, dass sich Oxalsäure und Permanganat völlig umgesetzt haben.

Ich gebe nun die Resultate, welche ich im August und November 1903 erhalten habe zugleich mit einer Angabe über das Volumen des an den betreffenden Stellen gefangenen Planktons und einer ungefähren Charakteristik desselben. Die Angaben verdanke ich Herrn Dr. Apstein und Herrn Dr. Rauschenplatt, denen ich dafür auch an dieser Stelle meinen Dank ausspreche. Man muss beim Vergleich berücksichtigen, dass sich aus dem gemessenen Planktonvolumen auch nur relative Schlüsse auf dem Nährwert ziehen lassen, denn einmal ist ein Planktonvolumen nicht sicher zu messen, und dann ist die Diskussion über den Fangkoefficienten der Netze unter den Planktonforschern noch nicht abgeschlossen. Man sieht aus der Tabelle, dass ohne weiteres kein Schluss aus der Oxydationsfähigkeit eines Wassers auf seinen Nährwert gezogen werden kann. Zwar in der Nordsee kann man sagen, dass dort wo ein sehr geringes Planktonvolumen gefangen ist auch der Permanganatverbrauch gering ist, z. B. in der Tiefe der norwegischen Rinne. Dagegen ist in der Ostsee der Permanganatverbrauch keinen grossen Unterschieden unterworfen, obgleich das Plankton in sehr verschiedenen Mengen auftrat. Ein grosser Unterschied besteht im Permanganatverbrauch der Nord- und Ostsee, selbst da, wo ungefähr gleiches Volumen und gleiche Arten darin vertreten waren. Wahrscheinlich enthält das Ostseewasser ganz beträchliche Mengen gelöste organische Substanzen. Auf der nächsten Reise gedenke ich dieser Frage näher zu treten [1]). Besonders auffällig ist die Zahl, die im November 1903 an Station Nordsee 15 erhalten wurde, sie ist keineswegs abnorm hoch, während das Planktonvolumen überaus gross ist. Vielleicht kann man daraus den Schluss ziehen, dass der Nährwert der dort gefundenen grossen Diatomeen bezogen auf die Raumeinheit sehr gering ist.

[1]) Die Vermutung hat sich unterdessen bestätigt.

Dass der Permanganatverbrauch kein deutlicheres Bild vom Nährwert giebt, ist insofern zu bedauern, als man diese Bestimmung jederzeit an Bord ausführen kann, was bei anderen Analysen nicht gut möglich ist. Geht man z. B. von der Annahme aus, dass der Nährwert des Meerwassers proportional dem Gehalt an Plankton-Stickstoff ist, so kann man letzteren in beinahe jedem beliebigen Quantum Meerwasser dadurch bestimmen, dass man darin einen Niederschlag erzeugt, der sämmtliche Organismen zur Boden reisst. Ich habe dazu Bariumsulfat benutzt für 5 Liter Meerwasser 30 cm n $BaCl_2$ lösung und Zusatz von entsprechender Menge Natriumsulfatlösung. In 2—3 Stunden hat sich der Niederschlag so weit abgesetzt, dass man die überstehende opalisierende Flüssigkeit abhebern kann. Ich habe sie durch ein gehärtetes Filter von Schleicher und Schüll filtriert, in dem feinen Filterrückstand waren unter dem Mikroskop keine Organismen mehr zu sehen, sie müssen also alle im Bodensatz geblieben sein. Hierin gedachte ich nun das Albuminoid-Ammoniak nach Wanklyn, Chapmann und Smith zu bestimmen. Das war leider an Bord nicht möglich, da bei langsamer Destillation noch nach 2 Stunden das Ammoniak nicht übergetrieben war. Bei starker Destillation stösst in Folge des Niederschlages die Flüssigkeit so stark, dass mehrfach ein Kolben sprang, ein Unfall, dem man sich auf einem Schiff nicht gern aussetzt; aus dem gleichen Grunde kann man an Bord keine Kjeldahlbestimmung ausführen. Man ist daher genötigt den Niederschlag mit nach Hause zu nehmen und dort weiter zu verarbeiten.

LITERATUR-VERZEICHNIS

1. Revue intern. falsif. XIV. p. 149.
2. Zeitschrift für Untersuchung der Nahrungs- und Genussmittel sowie Gebrauchsgegenstände. 1900. S. 676.
3. Annales de chimie analytique. 1901. VI. p. 121—124.
4. Bulletin Sciences Pharmacol. 1903. V. p. 209—213.
5. Résultats des Camp. Scient. par Albert I. Monaco. XXII. p. 15.
6. Wratch. 1901. XXII. p. 40—41 und 82—83.

Ont paru dans la même série (PUBLICATIONS DE CIRCONSTANCE):

N° 1. C. G. Joh. Petersen, How to distinguish between mature and immature Plaice throughout the Year. 8 p. 1 pl. July 1903. Kr. 1.

N° 2. Martin Knudsen, On the Standard-Water used in the hydrographical Research until July 1903. 9 p. July 1903. Kr. 0,50.

N° 3. Die Literatur der zehn wichtigsten Nutzfische der Nordsee. In monographischer Darstellung. 112 S. 10 T. August 1903. Kr. 3.

The Literature of the Ten Principal Food Fishes of the North Sea. In the form of compendious monographs. 108 p. 10 pl. August 1903. Kr. 3.

N° 4—5. Martin Knudsen, Ueber den Gebrauch von Stickstoffbestimmungen in der Hydrographie.

— — , Gefrierpunkttabelle für Meerwasser.

Zusammen 13 S. September 1903. Kr. 0,75.

N° 6. Harry M. Kyle, On a new Form of Trawl Net, designed to fish in midwater as well as on the ground. Preliminary notice. 8 p. November 1903. Kr. 0,50.

N° 7. P. J. van Breemen, Ueber das Vorkommen von *Oithona nana* Giesbr. in der Nordsee. Mit einer Karte. 24 S. November 1903. Kr. 1.

N° 8—9. T. Wemyss Fulton, On the Spawning of the Cod (*Gadus morrhua* L.) in Autumn in the North Sea. With a chart.

— — , A new Mark for Fish.

Together 14 p. March 1904. Kr. 1.

N° 10. G. O. Sars, On a new (Planktonic) Species of the Genus *Apherusa*. 4 p. With a plate. March 1904. Kr. 0,50.

N° 11. Martin Knudsen, σ_t Tabelle, Anhang zu den 1901 herausgegebenen hydrographischen Tabellen. 23 S. Mai 1904. Kr. 0,75.

N° 12. Catalogue des poissons du nord de l'Europe, avec les noms vulgaires dont on se sert dans les langues de cette région. 76 p. Juin 1904. Kr. 1.

N° 13A. Die Ostsee-Fischerei in ihrer jetzigen Lage. (Erster Teil).
I. Uebersicht über die Seefischerei in den dänischen Gewässern innerhalb Skagens. Im Auftrag von Dr. C. G. Joh. Petersen bearbeitet von Andreas Otterström.
II. Uebersicht über die Seefischerei Schwedens an den süd- und östlichen Küsten dieses Landes. Bearbeitet von Dr. Filip Trybom und Alf Wollebæk.
Zusammen 59 S. 6 Taf. Juni 1904. Kr. 1,50.

N° 14. Oberflächentemperaturmessungen in der Nordsee. Vorläufige Mitteilung von Dr. E. van Everdingen und Dr. C. H. Wind. Mit einer Tafel. Juli 1904. 10 S. Kr. 1.

COPENHAGUE — IMPRIMERIE BIANCO LUNO